

Modelo geológico-geomecánico de los flancos que forman los valles de Güímar y La Orotava, Tenerife

Geological-geomechanical model of the flanks that form the valleys of Güímar and La Orotava, Tenerife

J. Seisdedos¹, M. Ferrer¹, L.I. González de Vallejo², J.J. Coello³, J.C. García¹

- 1 Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España. 28003 Madrid. j.seisdedos@gmail.com, m.ferrer@igme.es
- 2 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.
- 3 Dpto. de Aguas Subterráneas, Consejo Insular de Aguas de Tenerife. 38003 Santa Cruz de Tenerife.

Resumen: Los valles de Güímar y La Orotava, en Tenerife, fueron generados por grandes paleo-deslizamientos hace cientos de miles de años. Estos procesos prehistóricos se han identificado igualmente en otras islas volcánicas del planeta. Hasta ahora pocas investigaciones han profundizado en las causas y los mecanismos de rotura de los flancos volcánicos, no estando resuelta la explicación sobre el porqué y cómo ocurrieron estos grandes deslizamientos. Uno de los aspectos fundamentales para abordar el análisis mecánico de estos procesos es contar con modelos representativos de los edificios volcánicos. En este trabajo se presenta el modelo geológico-geomecánico del edificio pre-deslizamiento de Güímar y La Orotava, desarrollado en el marco de un proyecto de investigación IGME-CICYT para el análisis de los mecanismos de inestabilidad de los flancos volcánicos. El modelo se ha definido a partir de los modelos geométrico, geológico e hidrogeológico, y una revisión exhaustiva sobre las propiedades mecánicas de los materiales y los macizos rocosos volcánicos. El modelo geomecánico elaborado es válido para abordar los análisis de estabilidad del edificio volcánico y de sus mecanismos de rotura, y aportar datos para la explicación de los procesos que generaron los valles de Güímar y La Orotava.

Palabras clave: deslizamientos volcánicos, modelo geomecánico, propiedades resistentes, Tenerife.

Abstract: Large valleys of Güímar and La Orotava, in Tenerife, were generated by paleo-landslides hundreds of thousands of years ago. These prehistoric processes have been identified also in other volcanic islands around the world. So far, little research has explored the causes and mechanisms of volcanic flanks instability and failure, not been solved the explanation of why and how these major landslides occurred. One of the keys to face the mechanical analysis of these processes is to have representative mechanical models of volcanic edifices. This paper presents the geological-geomechanical model of the pre-sliding Güímar and La Orotava edifice, developed in the framework of a research project IGME-CICYT for the analysis of the mechanisms of instability of the volcanic flanks. The model has been on the geometric geological and hydrogeological patterns, and the exhaustive bibliographical review of the properties of volcanic materials and rock masses.

Key words: volcanic landslides, geomechanical model, volcanic strength parameters, Tenerife.

INTRODUCCIÓN

La inestabilidad de los edificios volcánicos puede provocar deslizamientos catastróficos que destruyen parte de los flancos de los volcanes y arrastran importantes cantidades de materiales varias decenas de kilómetros, incluso ocasionando tsunamis. La ocurrencia de grandes deslizamientos en islas volcánicas oceánicas ha quedado demostrada en los últimos años con el estudio de las partes emergidas y sumergidas de las islas. Se puede afirmar que estos procesos forman parte de la evolución y el crecimiento de las islas volcánicas. Entre los grandes deslizamientos ocurridos en el planeta, Hawai, Cabo Verde, las Pequeñas Antillas, la Polinesia Francesa o La Reunión, destacan de manera importante los del Archipiélago Canario.

En Canarias se han identificado al menos diez grandes paleo-deslizamientos en el último millón y medio de años (Acosta et al., 2005); los valles de Güímar y La Orotava, localizados en la Dorsal NE de la isla de Tenerife, constituyen dos ejemplos excepcionales.

Sin embargo, a pesar de la importancia de estos procesos de inestabilidad, son pocas las investigaciones centradas en analizar y explicar la ocurrencia de los grandes deslizamientos en islas volcánicas desde un punto de vista geomecánico. Los resultados que se presentan en este artículo forman parte del proyecto de investigación “GRANDETEN” (Plan Nacional I+D+I 2004-2007), con el objetivo de explicar por qué y cómo tuvieron lugar los grandes paleo-deslizamientos de

Güímar y La Orotava, analizando los factores condicionantes y desencadenantes de las inestabilidades.

MARCO GEOLÓGICO

Los valles de Güímar y La Orotava (Fig. 1) se encuentran en la Dorsal Noreste de Tenerife, tienen una anchura de unos 10 km y algo más de longitud y están abiertos hacia el N-NW y E-SE, respectivamente. Sus cabeceras coinciden en la principal zona de *rift* de la isla, con dirección NE, en donde las alturas máximas ascienden en sentido NW de 1.700 m a 2.400 m. Los escarpes laterales que flanquean ambas depresiones tienen una altura media de 500 m y destaca su simetría. En los escarpes, donde afloran materiales pre-deslizamiento (Pleistoceno Inferior), las pendientes son muy elevadas ($>35^\circ$) y contrastan de manera importante con las pendientes del fondo del valle en donde se han depositado los materiales de relleno o post-deslizamiento.

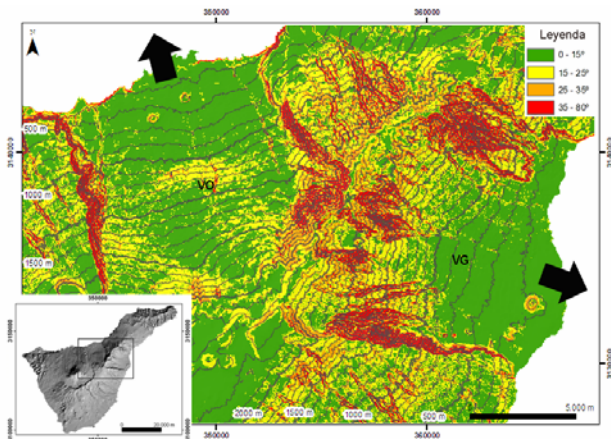


FIGURA 1. Localización y mapa de pendientes de los valles de Güímar (VG) y La Orotava (VO) generados por paleo-deslizamientos.

Otro de los aspectos que hacen singulares los deslizamientos de Güímar y La Orotava es la localización de los depósitos atribuidos a los deslizamientos en el interior de numerosas galerías y pozos de agua subterránea excavados en los valles (Navarro y Coello, 1989). Esta formación, localmente denominada “mortalón”, está compuesta por una matriz areno-arcillosa que engloba bloques de roca de diversos tamaños y composición variada.

También en el fondo oceánico que rodea la isla de Tenerife se han encontrado los depósitos de los deslizamientos. Según Acosta et al. (2005) los correspondientes al deslizamiento de La Orotava cubren un área de unos 2.200 km² y llegan hasta 75 km de distancia de la costa, y los depósitos del deslizamiento de Güímar ocupan un área de 2.600 km² y alcanzan 85 km de distancia de la costa.

MODELO GEOLÓGICO Y GEOMECÁNICO

Para elaborar el modelo geomecánico se han definido en primer lugar los modelos geométrico, geológico e hidrogeológico. Las propiedades de las unidades del

modelo geomecánico se han determinado a partir de la recopilación de datos de los materiales y macizos rocosos volcánicos y la aplicación de criterios empíricos (Hoek y Brown).

El modelo geométrico se ha realizado a partir de la reconstrucción paleo-geográfica de la zona de estudio, basada en el análisis de las pendientes actuales de los escarpes laterales de los valles y en la reconstrucción del edificio volcánico pre-deslizamiento. Así se ha obtenido el modelo de un edificio de edificio de 3.500 m de altura y pendientes de flancos entre 12,5 y 20,5°.

El perfil submarino del modelo geométrico se ha obtenido a partir de datos batimétricos del Instituto Español de Oceanografía, analizándose los perfiles con pendientes máximas localizados en los flancos submarinos de la isla de Tenerife en zonas no afectadas por deslizamientos. El perfil elaborado alcanza una profundidad máxima de 2.500 m, descendiendo sus pendientes con la distancia a la costa de 19 a 3°.

El modelo hidrogeológico se ha basado en datos del Consejo Insular de Aguas de Tenerife. A partir de la posición del nivel freático de los escarpes laterales de los valles (antes de que las extracciones de agua lo modificaran), se ha realizado una reconstrucción de nivel freático para el modelo geométrico.

En el modelo geológico elaborado se han diferenciado los materiales que forman el edificio emergido y el sumergido. La parte emergida se ha caracterizado a partir de datos y observaciones de campo, tanto en afloramientos como en el interior de las galerías excavadas en la isla. La parte sumergida se ha definido a partir de información bibliográfica y consultas a expertos. A continuación se exponen algunos aspectos generales de los materiales que conforman el modelo geológico de la zona de estudio.

Los flancos del edificio volcánico están formados por sucesiones de coladas con escorias, cuyo grado de alteración y compactación aumenta con la profundidad. En la parte central del edificio (eje estructural) destaca la intrusión de diques y la presencia de piroclastos. En función del número de diques medidos en el interior de las galerías se han diferenciados tres zonas con diferente densidad de intrusión: intrusión muy intensa (más de 10 diques en 100 m de longitud), intrusión intensa (4-10 diques en 100 m de longitud) e intrusión menos intensa o baja (menos de 4 diques en 100 m de longitud).

En función de las características de los materiales se han definido las siguientes unidades localizadas en los flancos, el eje estructural y la parte sumergida del modelo (Fig. 2):

Materiales emergidos de los flancos:

1. Coladas recientes
2. Coladas ligeramente alteradas
- 3a. Coladas alteradas
- 3b. Coladas alteradas con diques (intrusión intensa)

Materiales emergidos del eje estructural:

4. Piroclastos y coladas con diques (intrusión intensa)
 5. Piroclastos y coladas alteradas con diques (intrusión muy intensa)
- Materiales sumergidos:
- 6a. Materiales fragmentarios submarinos
 - 6b. Materiales fragmentarios submarinos con diques (intrusión intensa)

- 7a. Lavas almohadilladas
- 7b. Lavas almohadilladas con diques (intrusión intensa)
8. Depósitos de materiales fragmentarios removilizados
9. Complejo plutónico y/o diques (intrusión muy intensa)

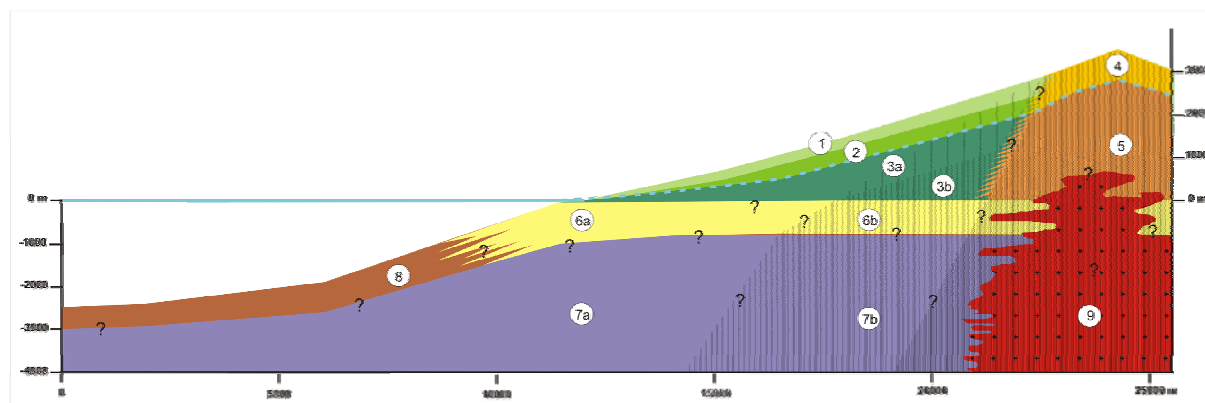


FIGURA 2. Modelo geológico del edificio volcánico pre-deslizamientos (línea azul discontinua: nivel freático; interrogantes: incertidumbres)

PROPIEDADES MECÁNICAS DE LOS MATERIALES

Para determinar las propiedades mecánicas de las unidades del modelo se ha realizado un análisis exhaustivo de los valores representativos de las propiedades de las rocas y macizos rocosos volcánicos (González de Vallejo et al., 2006). Teniendo en cuenta datos y observaciones de campo, y datos obtenidos a partir de bibliografía, se han seleccionado los valores representativos de cada uno de los materiales (Tabla I).

MATERIAL	σ_{ci} (MPa)	RMR	GSI	γ_{seco} (kN/m ³)	$\gamma_{saturado}$ (kN/m ³)
Coladas (tramos masivos)	98	57-68	52-63	24,7	25,4
Coladas (escorias)	34	-	14-25	14,8	16,6
Coladas alteradas	46	44-55	39-50	17,5	18,4
Piroclastos	2	-	9-20	12,2	14,6
Diques	175	55-70	50-65	27,6	28,4
Materiales fragmentarios submarinos	6	-	10-21	20,5	24,5
Lavas almohadilladas	150	63-68	58-63	27,5	28,3

TABLA I. Propiedades geomecánicas representativas de los materiales volcánicos de la zona de estudio.

Los parámetros resistentes de los macizos rocosos de las unidades del modelo se han obtenido mediante el criterio de Hoek y Brown (Hoek et al., 2002) implementado en el programa RocLab. Este criterio parte de los valores de GSI, σ_{ci} , m_i , y σ_{3max} de los materiales de las unidades consideradas, y proporciona los valores de las propiedades resistentes, cohesión (c) y fricción (ϕ), de los macizos rocosos.

Para obtener los datos de cada unidad mostrada en la Tabla I se ha tenido en cuenta el porcentaje relativo de

los diferentes tipos de materiales que la forman. Estos porcentajes han sido estimados a partir de las observaciones de campo y de información bibliográfica.

Las propiedades resistentes obtenidas para las unidades del modelo, así como los porcentajes de materiales considerados en cada una de ellas, se incluyen en la Tabla II.

UNIDAD	% DE MATERIALES	c (MPa)	ϕ (°)
1	Coladas (masivo) 60% Coladas (escorias) 40%	0,9	51
2	Coladas (masivo) 70% Coladas (escorias) 30%	1,7	47
3a	Coladas (masivo) 45% Coladas alteradas 45% Piroclastos 10%	2,3	34
3b	Coladas alteradas 80% Piroclastos 10% Diques 10%	3,1	25
4	Coladas (masivo) 30% Coladas (escorias) 20% Piroclastos 40% Diques 10%	0,9	33
5	Coladas alteradas 40% Piroclastos 30% Diques 30%	2,8	22
6a	Materiales fragmentarios submarinos 70% Lavas almohadilladas 30%	1,0	23
6b	Mat. fragmentarios sub. 65% Lavas almohadilladas 25% Diques 10%	2,5	17
7a	Lavas almohadilladas 90% Mat. fragmentarios sub. 10%	8,0	36
7b	Lavas almohadilladas 85% Mat. fragmentarios sub. 5% Diques 10%	11,4	34
9	Diques 95% Lavas almohadilladas 5%	13,2	33

TABLA II. Propiedades resistentes de las unidades del modelo geomecánico obtenidas aplicando el criterio de Hoek y Brown, en función de los porcentajes relativos de los materiales de cada unidad.

Los valores obtenidos para las unidades que forman los flancos (en los que destaca la presencia de coladas y donde, con el aumento de la profundidad, la alteración y la densidad de intrusión de diques son mayores) son $c = 0,9-3,1$ MPa y $\phi = 25-51^\circ$. Para las unidades del eje estructural (en las que destaca la presencia de piroclastos y donde la alteración y la intrusión son muy intensas por debajo del nivel freático) se han obtenido valores de $c = 0,9-2,8$ MPa y $\phi = 22-33^\circ$. Los valores obtenidos para las unidades formadas principalmente por materiales fragmentarios submarinos (divididos en dos zonas en función de la densidad de diques y de la magnitud de los esfuerzos debidos al recubrimiento de los materiales) son $c = 1,0-2,5$ MPa y $\phi = 17-23^\circ$.

Finalmente, los valores obtenidos para las unidades formadas por lavas almohadilladas y diques y/o cuerpos intrusivos (localizadas en la parte interior e inferior del modelo) son $c = 8,0-13,2$ MPa y $\phi = 33-36^\circ$.

Los materiales que forman los depósitos de materiales fragmentarios removilizados (unidad 8) no constituyen macizos rocosos, por lo que no se ha aplicado el criterio de Hoek y Brown. Estos materiales pueden clasificarse geomecánicamente como suelos, y como tales se les puede asignar unas propiedades representativas. Con vistas a su caracterización geomecánica se han considerado las siguientes propiedades: $c \approx 0,5-1$ MPa, $\phi \approx 20^\circ$ y $\gamma_{\text{sat}} \approx 20$ kN/m³.

DISCUSIÓN

Los valores de cohesión y fricción de los macizos rocosos dependen de las propiedades de las rocas, la intensidad de fracturación y los esfuerzos a los que están sometidos.

Los valores obtenidos son representativos de los materiales del modelo geológico establecido. Apuani et al. (2005) en un trabajo sobre la estabilidad del volcán Strómboli (Italia), emplean una metodología similar, basada en la aplicación del criterio de Hoek y Brown, para la obtención de las propiedades del modelo geomecánico. Las diferencias entre los resultados de ambos estudios son propias de las diferencias entre las condiciones particulares analizadas en cada caso.

No se dispone de datos o referencias de trabajos en los que se determinen valores de las propiedades resistentes de macizos rocosos formados por materiales volcánicos submarinos. Por esta razón, los parámetros obtenidos para las unidades localizadas en la parte sumergida del modelo no han podido ser contrastados. Los estudios sobre las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos y su distribución en el interior de los edificios volcánicos son muy escasos; los resultados obtenidos por Schiffman et al. (2006) en el análisis de los materiales fragmentarios submarinos en un sondeo profundo (3 km) en Hawai resaltan la necesidad de profundizar en su estudio dada su implicación en la estabilidad del edificio volcánico.

CONCLUSIONES

El desarrollo del modelo geomecánico, a partir de los modelos geológico e hidrogeológico, es necesario para llevar a cabo los análisis de la estabilidad de flancos volcánicos, permitiendo evaluar la influencia de los diferentes factores involucrados en los procesos de deslizamiento.

El modelo geomecánico aquí presentado es representativo del edificio volcánico pre-deslizamiento de Güímar y La Orotava. Este modelo se ha elaborado a partir de datos topográficos, batimétricos, geológicos e hidrogeológicos, observaciones y medidas de campo, datos bibliográficos y criterios empíricos de mecánica de rocas.

A efectos de su comportamiento mecánico se han diferenciado:

- materiales que forman los flancos: $c = 0,9-3,1$ MPa y $\phi = 25-51^\circ$
- materiales del eje estructural: $c = 0,9-2,8$ MPa y $\phi = 22-33^\circ$
- materiales submarinos, entre los que se destacan los materiales fragmentarios submarinos: $c = 1,0-2,5$ MPa y $\phi = 17-23^\circ$.

REFERENCIAS

- Acosta, J., Uchupi, E., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M. and ZEE Working Group (2005): Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these island with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. En: *Geophysic of the Canary Islands*, 1-40. Springer Netherlands.
- Apuani, T., Corazzato, C., Cancelli, A. and Tibaldi, A. (2005b): Stability of a collapsing volcano (Stromboli, Italy): Limit equilibrium analysis and numerical modelling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144: 191-210.
- González de Vallejo, L.I., Hijazo, T., Ferrer, M. y Seisdedos, J. (2006): *Caracterización geomecánica de los materiales volcánicos de Tenerife*. IGME, Madrid. 147 pp.
- Hoek, E., Carranza-Torres, C.T. and Corkum, B. (2002): Hoek-Brown failure criterion-2002 edition. *Proc. North American Rock Mechanics Society-TAC Conference*, 1: 267-273.
- Navarro J.M. and Coello, J. (1989): Depressions originated by landslide processes in Tenerife. *European Science Foundation Meeting on Canarian Volcanism*, 150-152. Cabildo insular de Lanzarote.
- Schiffman, P., Watters, R.J., Thompson, N. and Walton, A.W. (2006): Hyaloclastites and the slope stability of Hawaiian volcanoes: Insights from the Hawaiian Scientific Drilling Project's 3-km drill core. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 151: 217-228.